第41卷 第8期
2024年8月

干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH

Vol. 41 No. 8
Aug. 2024

不同风场结构下贺兰山地形降水的理想数值试验

李 超[1,2]， 隆 霄[1]， 曹怡清[1]， 韩子霏[3]， 王 号[1]， 郑景元[1]

（1. 兰州大学大气科学学院，甘肃 兰州 730000；2. 河北省气象灾害防御和环境气象中心，河北 石家庄 050021；3. 河北省气候中心，河北 石家庄 050021）

摘 要： 地形降水是我国西北地区最主要的降水类型之一，加深其形成机理的认识对提高预报能力有重要意义。本文以贺兰山东麓地区20次暴雨过程中的高空环境参数为基础构建不同类型风场垂直分布结构，利用WRF模式中的em_hill2d_x模块开展不同类型风场对降水模态影响的理想数值试验。结果表明：(1) 有/无风垂直切变的两种不同类型干气流过山后其迎风坡均表现为地形对迎风坡气流的抬升作用，而背风坡波动表现出明显不同的变化特征，单层均一气流条件下背风坡主要表现为沿垂直方向传播的过山波，低空存在风切变的风场条件下背风侧主要体现背风波的特征，重力波呈水平与垂直传播共存的特征，且随着低空风切变增强水平传播的背风波特征越来越明显。(2) 单层均一湿气流条件下模拟的降水主要位于迎风侧，背风侧在较强的下坡风影响下，降水强度相对较弱。当风速增大至10 m·s^{-1}以上时，迎风侧云水含量大值区向山顶汇集，降水强度显著增强。低空存在风切变湿气流过山试验结果显示在迎风侧与背风侧均存在较强的降水中心，背风坡存在一深对流系统，随着风速增大，两侧降水均增强。(3) 在低空东风高空西风的条件下，背风侧降水显著减弱，降水更加集中于上游山顶附近，强度也有一定的增强，这与高空西风的出现使迎风坡上升气流加强，且不利于水汽向下游的输送有关，这是贺兰山脉两侧降水特征存在显著差异的主要原因之一。

关键词： 地形降水；理想试验；重力波；对流系统；贺兰山

地形不仅是降水形成的一种重要激发机制，也对降水强度和分布有重要影响。受大尺度环流场、云微物理过程及地形等对局地环流的影响，对地形降水的定量预报一直是数值预报最具挑战的问题之一[1-5]。我国西北地区地形复杂，生态环境恶劣，突发性短时暴雨引发的滑坡及泥石流等次生地质灾害带来了严重危害，该地区的一些极端暴雨过程是特定的地形和大气环流相互作用的结果[6]，因此，深入开展该地区地形降水的研究对于该地区的短时极端暴雨预报及防灾减灾工作有重要科学意义。

已有研究指出，受地形强迫抬升作用，暖湿气流在抬升过程中凝结造成迎风坡降水[7]，此外气流也可在背风坡辐合导致降水的形成[8]。为简单起见，许多学者研究不考虑水汽时二维长山脊地形条件下地形动力作用的影响[9-12]，发现山体可以通过动力过程（如迎风坡强迫抬升、下坡风暴、重力波传播）显著增强或削弱先前存在的大气扰动。Lin等[10]对不同Froude数（以下简称*Fr*数）下干空气过山后形成的地形波特征进行了分析，发现当*Fr*数较小时，下游易出现波的破碎以及上游气流阻塞现象，随着*Fr*数增大，气流过山能力变强，重力波保持稳定的垂直传播特征。Xue等[12]通过大涡模拟指出，低空风切变以及高空西风的增大能够使得背风波特征更明显，传播距离更远。李子良[11]研究了分层流动大气中的非线性山脉重力波变化特征后指出当大气层结参数和风速随高度的变化满足三维流动中的Scorer山脉背风波条件[9]时可有效拦截背风波。

水汽及其相伴的潜热释放过程的参与使得地形降水的形成和发展机理更为复杂，降水的分布特征与山体上空流场、上游环境参数、山体形态等有关[13]。杨婷等[14]指出强基本气流流经高而陡峭的山脉时，更易在背风坡捕捉到重力波，地形降水在

收稿日期： 2024-01-19； **修订日期：** 2024-04-16

基金项目： 国家自然科学基金(42175088,41965001)；宁夏回族自治区科技创新领军人才培养工程(2021GKLRLX05)

作者简介： 李超(1998-)，男，助理工程师，主要从事中尺度大气动力学和中尺度数值天气预报研究. E-mail: lichao_meso@qq.com

通讯作者： 隆霄. E-mail: longxiao@lzu.edu.cn

山体两侧呈多种模态。Colle等[13]指出地形降水分布特征与地形重力波对大气环流的影响密切相关,当迎风坡风速足够大时,即使气流被阻塞,迎风坡对气流的强迫抬升作用也可触发较强的地形降水。郭欣等[15]指出,风速较小时(湿Froude数较小),气流过山能力较弱,地形阻挡起主要作用,由地形抬升形成的地形云主要产生在迎风坡一侧,随着风速的增大,背风坡出现向下游传播的重力波从而导致了准稳定波状云的产生。Galewsky等[16]指出,局地潜热释放使得大气稳定性减弱,地形对气流的抬升作用更强,对降水强度有一定的增强作用。Lorente-Plazas等[17]研究指出静力稳定度相对较低的大气,可在背风坡产生相对较强的雨影效应。Kirshbaum等[18]通过一系列二维理想试验研究发现,地表温度更大的条件下,对应的迎风一侧云水含量大值区范围更大,对流强度更强,较温暖的环境对地形降水有增强作用。此外,地形降水的分布与山体形态相关,大量的观测研究认为[19-27],在山脉迎风坡总是会产生明显的强迫抬升作用,在背风坡方向产生强烈下沉运动,地形上下游和两翼降水模态和分布的差异主要与不同的地形参数(地形高度、尺度、形状)有关[7]。陶林科等[21]通过地形敏感性数值试验指出贺兰山地形对银川大暴雨的形成有明显的正贡献。赵庆云等[27]对六盘山区一次暴雨过程研究指出,地面辐合线受地形影响分裂为两段,特殊的地形也改变了对流系统的传播方向,对暴雨中心的分布产生了重要影响。

西北地区地形复杂,降水总体分布特征与地形分布密切相关[6]。贺兰山脉是中国季风与非季风气候的分界线,山体两侧气候存在明显差异[28],其东麓的降水量要显著多于西侧的。近年来,该地区的局地极端暴雨天气有增多、增强的趋势[29],降水分布沿山脉走向分布的特征明显。针对该地区的降水产生机制已经开展了很多研究,这些研究大多基于环流形势分析和个例的数值模拟及动力学诊断分析等方面[21-24],很难清晰的解释某一种机制所起的基本物理作用,考虑到贺兰山脉沿内蒙古和宁夏交界区呈东北西南向分布,其周边地形相对平坦,因此,本文将其看做一个独立理想化的钟形山体,以贺兰山东麓20次强降水过程中的水汽场、温度场及风场等统计特征为基础,为模式提供温度场、湿度场和不同风场等分布,开展地形降水的理想数值试验,以期进一步理解该地区降水的形成和发展机理。

1　模式简介与试验设计

1.1　模式简介

利用美国大气研究中心(NCAR)研发的中尺度数值预报模式(WRFV3.8.1)[30]中的二维地形理想化试验模块(em_hill2d_x),采用无嵌套网格开展数值试验。该模块为完全可压缩非静力模式,需要风速、位温、比湿的垂直分布数据(类似于探空数据)作为初始场进行驱动。在二维模拟试验中,水平格点数设置为302(x方向),水平格距为1 km(总长度301 km),在垂直方向上分层41层,模式层顶设在30 km,吸收层设为20 km,时间步长为12 s,所有试验积分10 h且均可达到稳定状态。简单起见,仅在湿模拟试验中启动WSM6云微物理参数化方案,所有试验中未启动边界层以及辐射过程参数化方案。

1.2　试验设计

文中的数值试验可分为不考虑和考虑水汽分布的两类模拟试验,以下简称为干过程和湿过程试验,这两类试验中又依据不同的风场垂直分布特征分别进行了2组和3组数值试验,其中干过程主要研究的是重力波特征与不同风场分布之间的关系,湿过程试验则是为了进一步探究水汽的引入对地形波传播特征及不同风场结构特征对降水强度与分布特征的影响。em_hill2d_x理想化试验模块需要比湿、位温和风速的廓线以及地形分布特征参数等作为初始场进行驱动,以贺兰山东麓20次暴雨过程(表1)中的实际气象要素垂直分布特征作为参考。

山体形状构造参考了贺兰山实际地形(图1),贺兰山脉近南北走向,海拔2000~3000 m(主峰相对高度约2000 m),东西宽约20 km,降水主要位于地势更加陡峭的贺兰山东麓(图1a),其西北东南向廓线(图1b中黑线)可用理想化的钟形山山体(图1b中红线)来表征,数值试验中贺兰山山体采用如下的数学表达式:

$$h(x)=\frac{H}{1+\left(\frac{x-x_0}{r}\right)^2},\quad 0\leqslant x\leqslant 301 \qquad (1)$$

式中:H和r分别为钟形山最大高度和山脉半宽,本文这两个值分别固定为1800 m和10 km,钟形山置

表1　暴雨过程

Tab. 1　Precipitation process information

暴雨时段(北京时)	持续时间/h	最大雨量/mm
2009年7月7日8:00—8日7:00	24	汝箕沟107.6
2012年7月29日20:00—30日11:00	16	滚钟口174.3
2015年9月3日4:00—4日1:00	21	小口子65.9
2015年9月8日1:00—8日20:00	20	八顷村69.6
2016年7月24日5:00—12:00	8	灵武煤矿89.5
2016年8月13日15:00—14日14:00	24	王老滩110.2
2016年8月21日19:00—22日8:00	14	滑雪场241.7
2016年8月22日22:00—23日6:00	9	路家营子村57
2017年6月4日15:00—5日10:00	20	黄旗口沟116.5
2017年7月25日20:00—26日2:00	6	窑子圈64.4
2017年7月5日3:00—18:00	16	滑雪场114.4
2018年7月19日3:00—10:00	8	明长城136.2
2018年7月1日9:00—2日1:00	17	牛首山84.3
2018年7月22日19:00—23日7:00	13	滑雪场277.6
2018年7月23日12:00—20:00	9	红翔新村89.3
2018年8月31日19:00—9月1日17:00	23	苦水沟136.9
2018年8月6日12:00—7日16:00	29	马莲口119.1
2018年8月9日12:00—10日13:00	26	临河镇71.4
2019年8月2日18:00—3日0:00	7	暖泉农场71
2020年8月11日7:00—12日8:00	26	五渠村142.5

于水平计算域的中心(x_0取150)。

比湿、位温及风速场的垂直分布参考了贺兰山东麓20次暴雨事件(表1)的实际气象要素垂直分布特征(图2)。干过程模拟中,比湿在整个高度层设为0,位温廓线则通过式(2)计算得到,其中,N为大气浮力频率,取值0.007 s^{-1};地面(z_0=0)位温(θ_0)取300 K。湿过程模拟中,以贺兰山东麓20次降水事件的气象要素的平均分布作为初始场,其特点为:比湿在对流层随高度减小,从地面的15 $g\cdot kg^{-1}$左右降至对流层顶(12 km左右)的1 $g\cdot kg^{-1}$(图2a);位温在对流层中随高度增加,对流层低层(0~3 km左右)其层结稳定度参数N较小,3 km以上逐渐增加至0.012 s^{-1},属于低层不稳定高层稳定的层结分布。

$$\theta=\theta_0 e^{\frac{N^2}{g}(z-z_0)} \tag{2}$$

本文主要分析的是不同风场结构对重力波和降水分布特征的影响,因此,试验中以贺兰山东麓(迎风侧)20次暴雨过程的平均风廓线为基础(图2c),构造了3种类型的风场垂直分布(式3;图3;u_0、u_{shear}、u_1和u_2取值见表2):(Ⅰ)单层均一东风(图3a),由地面至高空风速固定为u_0(东风取负值,其绝对值越大,代表风速越强。下同);(Ⅱ)对流层低层存在风切变的东风风场(图3b),其中u_{shear}为风速由地面至高空逐渐增大到的最大值,z_{shear}为最大值所在高度;(Ⅲ)低空与Ⅱ类风场类似,在高空逐渐转变为西风(图3c),具体表现为由地面至高空东风风速逐渐增大,在高度z_1增大至u_1,而后风速逐渐减小在$2z_1$高度之后逐渐转变为西风且风速随高度增大,在高度z_2增大至风速u_2,之后保持不变。

$$U(z)=\begin{cases} u_0, & z\geqslant 0 \quad \text{(I)} \\ -4+(u_{shear}+4)\tanh\left(\dfrac{2z}{z_{shear}}\right), & z\geqslant 0 \quad \text{(II)} \\ \dfrac{u_1}{z_1^2}z(z-2z_1), & 0<z<2z_1 \quad \text{(III)} \\ u_2\tanh\left(\dfrac{2(z-2z_1)}{z_2-2z_1}\right), & z\geqslant 2z_1 \end{cases} \tag{3}$$

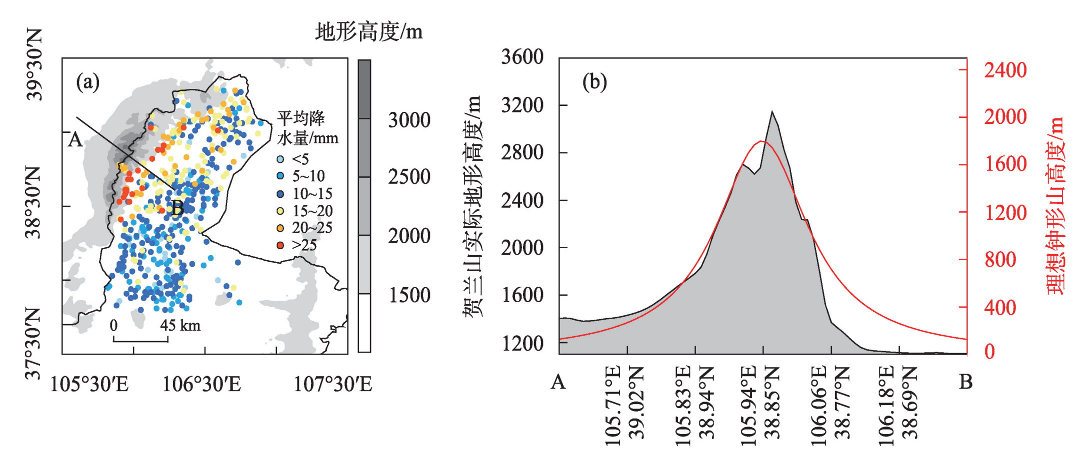
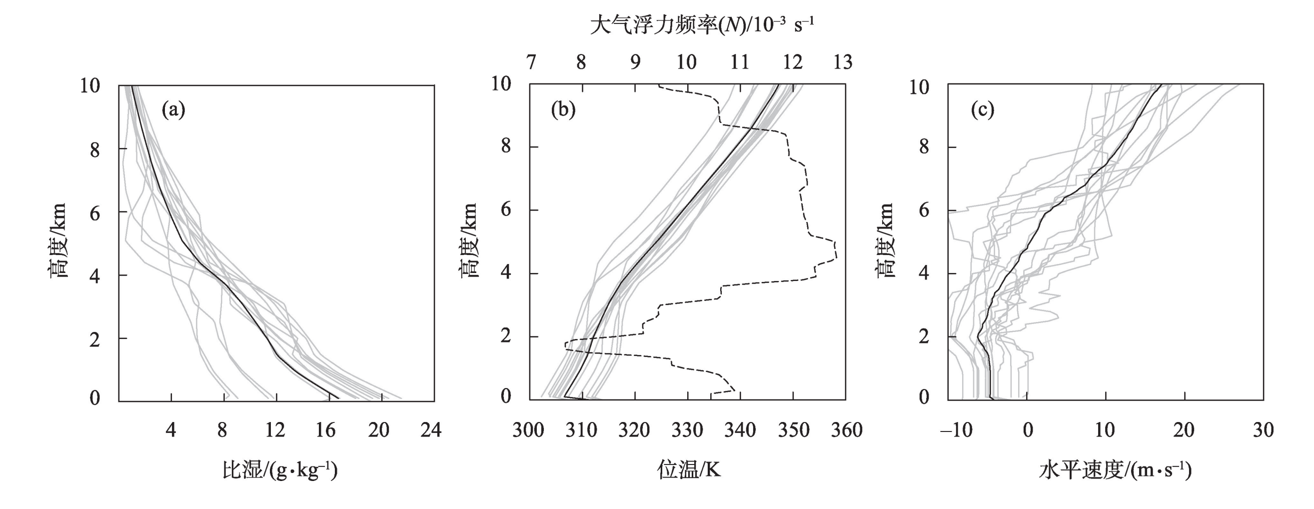


图1　贺兰山周边地形高度与其东麓20次暴雨过程的平均降水量分布(a)以及沿AB所做的地形垂直剖面(b,灰色阴影,单位:m)

Fig. 1　The terrain height around Helan Mountain and the average precipitation distribution of 20 rainstorm processes at its eastern side (a) and the terrain vertical profile along AB (b, gray shadow, unit: m)



注：(b)中黑色虚线为由平均位温廓线计算的大气浮力频率(N)的垂直分布。

图2　贺兰山东麓20次暴雨个例降水期间比湿(a，单位：g·kg^{-1})、位温(b，单位：K)、风速(c，单位：m·s^{-1})垂直分布(灰色实线)及各气象要素的平均分布(黑色实线)

Fig. 2　Vertical distribution (gray solid line) of specific humidity (a, unit: g·kg^{-1}), potential temperature (b, unit: K), wind speed (c, unit: m·s^{-1}) and average distribution of meteorological elements (black solid line) during individual precipitation of 20 rainstorms at the eastern foot of Helan Mountain

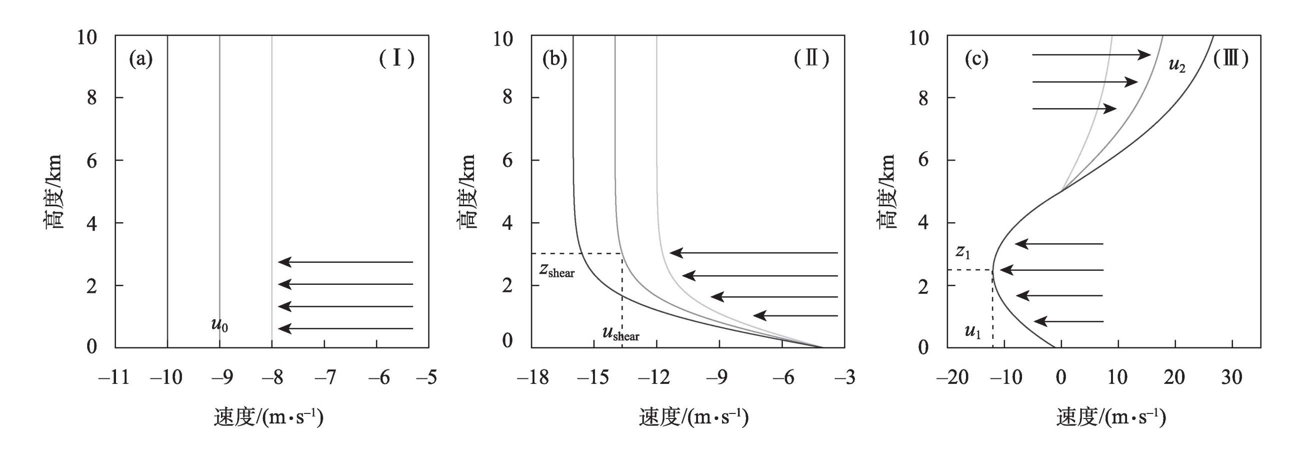


图3　数值试验中采用的三种风场垂直分布结构：单层均一东风(a)、低空存在风切变东风(b)和低空与(Ⅱ)类似但高空为西风(c)

Fig. 3　Distribution of three type vertical wind field structures were used in the numerical tests: a single layer of uniform east wind (a), low level with wind shear east wind (b), and low level similar to (Ⅱ) but high level with west wind (c)

表2　试验设计

Tab. 2　Design of experiments

	试验名称	N/s^{-1}	比湿/(g·g^{-1})	风场结构	东风/(m·s^{-1})	西风/(m·s^{-1})	试验目的
干过程(WRF-dry)	D1	N = 0.007	0	(Ⅰ)	u_0：−4、−6、−8、−10、−13、−15	–	重力波特征
	D2			(Ⅱ)	u_{shear}：−8、−10、−12、−15	–	
湿过程(WRF-moist)	M1	以20次降水过程的平均位温阔线作为初始场	以20次降水过程的平均比湿阔线作为初始场	(Ⅰ)	u_0：−4、−5、−6、−7、−8、−9、−10、−11、−12、−13、−14	–	重力波特征、降水分布特征
	M2			(Ⅱ)	u_{shear}：−8、−9、−10、−11、−12、−13、−14、−15、−16、−17、−18、−19、−20、−22	–	
	M3			(Ⅲ)	u_1：−14	u_2：5、10、20、30、40	

注：取西风为正值，–代表无。

2 干过程模拟结果分析

气流过山可引起地形重力波，这种波动是触发对流的一种重要机制[31]。本节主要分析不考虑水汽分布时地形诱发的过山气流变化特征。

2.1 单层均一气流过山(D1)模拟结果分析

单层均一气流过山会形成过山波(图4)，这种由地形抬升作用引起的重力内波的波长与风速和地形尺度有关，即与气流过山能力有关，这可用Froude数(以下简称F_r数)来表征[32-33]，其表达式为：$F_r = \frac{U}{N \times H}$，其中$U$为上游风速；$N$为大气浮力频率；$H$为山脉高度；$F_r$数越大气流过山能力越强。$F_r$数较大时(图4e和图4f)，山体上空存在稳定的垂直传播的重力波，波长较长，在山体下游没有出现重力波的破碎，上游也不出现阻塞现象。随着风速减小，气流过山能力减弱，过山波波长变短，振幅变小；当F_r减小至0.8左右时，山脉下游对流层低层开始出现重力波破碎现象(图4d)；当F_r数减小至0.5左右时，不仅在下游存在波的破碎，而且在山脉上游开始出现上游阻塞现象(图4b)。

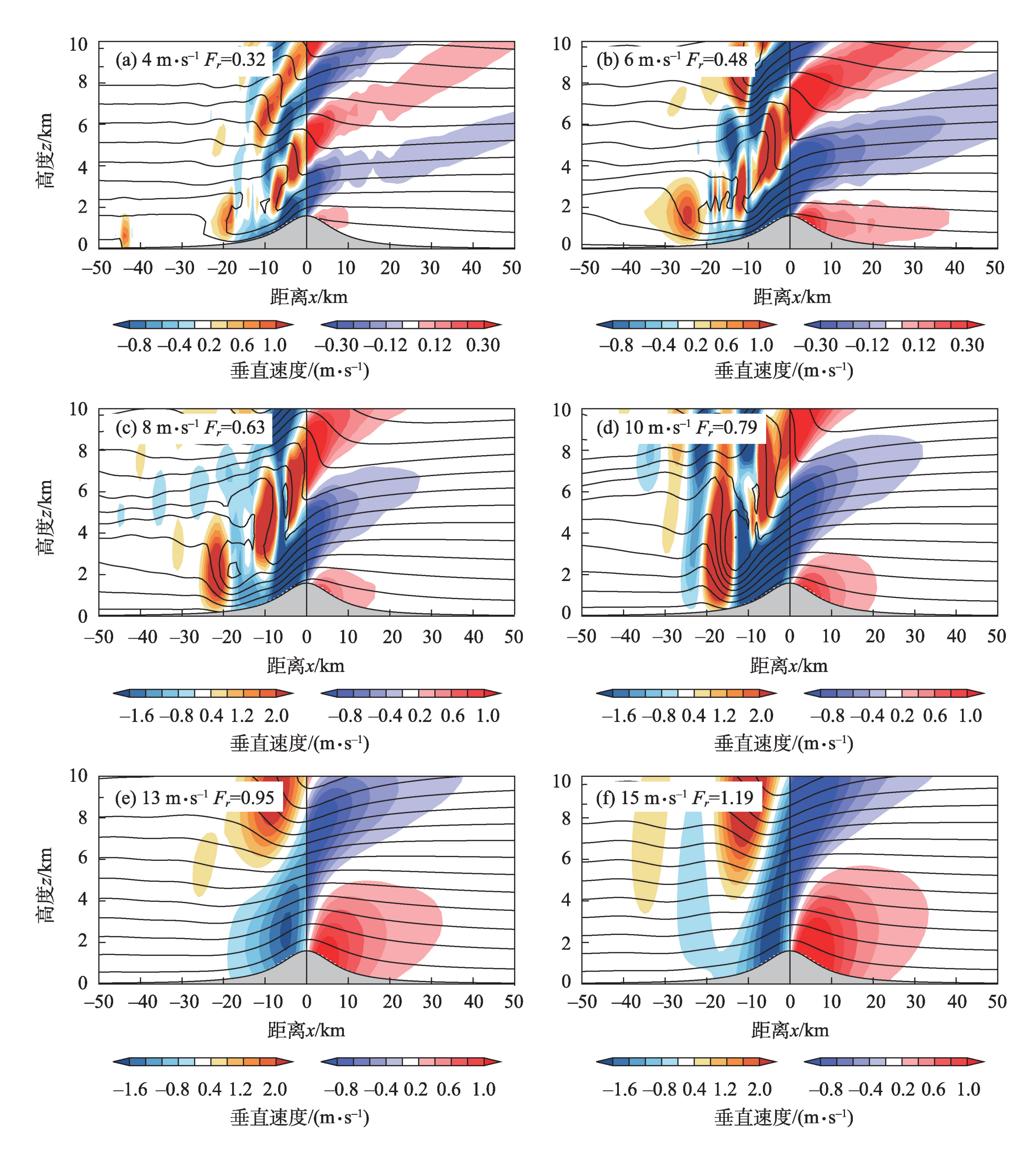


图4 单层均一气流过山试验(D1)模拟的垂直速度场(阴影，单位：m·s^{-1})及位温场(等值线，单位：K)

Fig. 4 Vertical velocity field (shadow, unit: m·s^{-1}) and potential temperature field (contour line, unit: K) simulated by single-layer uniform-air flow mountain experiments (D1) in different F_r number

2.2　存在低空风切变气流过山(D2)模拟结果分析

图5为D2试验的模拟结果,当低空风切变较大时(图5d),在背风侧出现稳定传播的背风波,其可向下游传播至100 km左右。背风波的稳定传播可用如下斯科勒(Scorer)参数[9]来度量:

$$L^2 = \frac{\beta \times g}{U^2} \tag{4}$$

式中:L^2为斯科勒参数;g为重力加速度;U为上游风速;β为大气稳定度参数,$\beta = \frac{1}{\theta} \times \frac{\partial \theta}{\partial z}$,$\theta$为位温。斯科勒指出,当大气层结满足$\frac{\partial L^2}{\partial z} < 0$时,有利于背风波维持。对流层低层存在风切变时(图3b),低空风速随高度增大,Scorer参数(L^2)随高度降低,有利于背风波的稳定传播。

当低空风切变较小($|u_{shear}|$较小)时(图5a),此时地形波的形态表现为与过山波(图4)类似的垂直传播,在其下游有弱的小振幅背风波出现,其传播距离有限,仅出现在下游60 km范围内。当迎风坡风切变增大($|u_{shear}|$增大)后(图5b),背风侧出现较为稳定的背风波,随着重力波的能量频散,可向下游传播至90 km左右并逐渐消失。当低空风速($|u_{shear}|$)进一步增大后(图5c、图5d),在背风侧形成的背风波传播距离更远、振幅更大、波长更长,并能够较为稳定的向下游传播至110 km左右。

图6为风速(u_{shear})分别为$-10\ \mathrm{m \cdot s^{-1}}$(图6a)和$-15\ \mathrm{m \cdot s^{-1}}$(图6b)时模拟的3 km高度处垂直速度随时间的演变图,从图中可以看出,低空风切变大小的变化会对背风波特征产生显著影响,较小的风切变下气流过山形成的背风波波长较短、振幅较小、有效传播距离也较小(图6a),当风速(风切变,$|u_{shear}|$)较大时,背风波的波长较长、振幅较大、传播距离较远(图6b)。

以上无水汽引入的理想试验(D1和D2)模拟结果表明,无风切变(Ⅰ)与存在风切变(Ⅱ)两种不同类型风场过山后其迎风坡特征基本一致,主要表现为地形对迎风坡气流的抬升作用,而背风坡波动特征

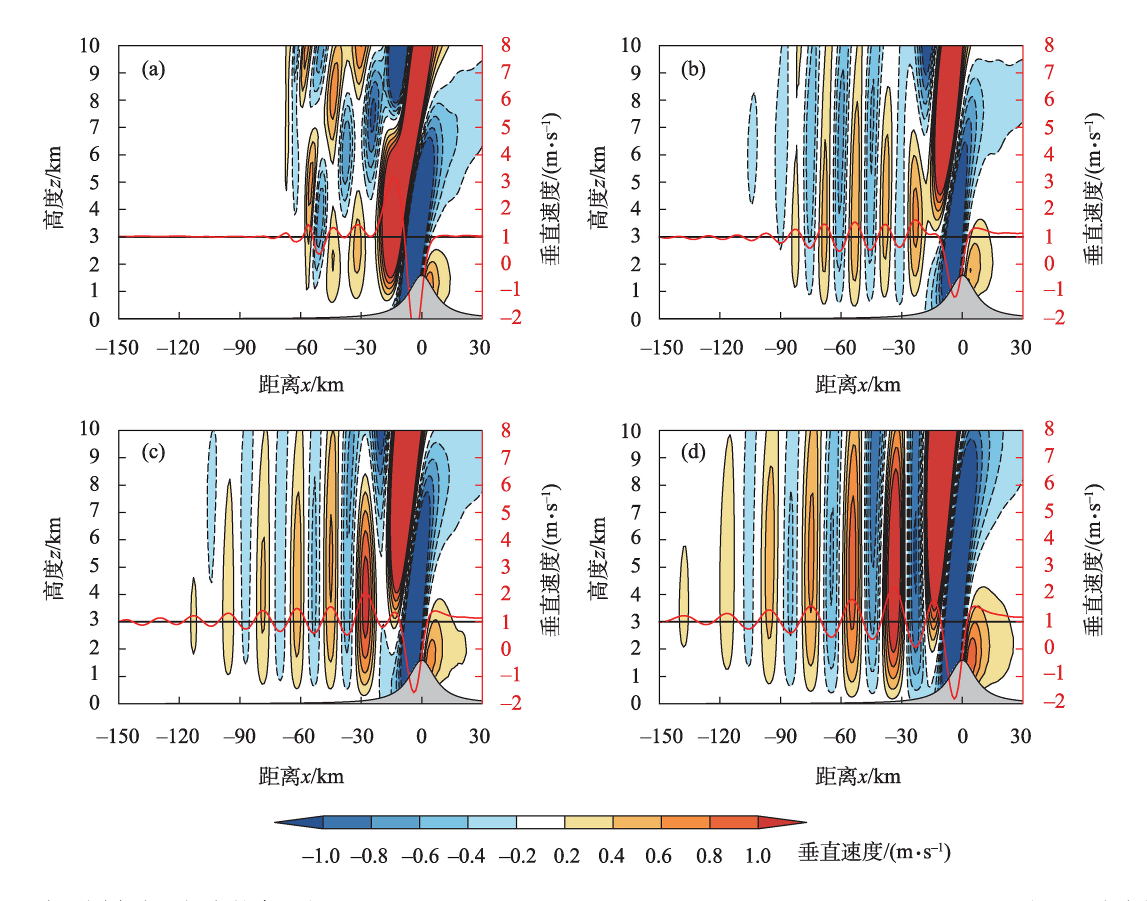


图5　具有不同大小风切变的东风(a:$u_{shear}=-8\ \mathrm{m \cdot s^{-1}}$;b:$u_{shear}=-10\ \mathrm{m \cdot s^{-1}}$;c:$u_{shear}=-12\ \mathrm{m \cdot s^{-1}}$;d:$u_{shear}=-15\ \mathrm{m \cdot s^{-1}}$)过山试验(D2)模拟的垂直速度场(阴影,单位:$\mathrm{m \cdot s^{-1}}$)及2 km高度处垂直速度在山体两侧的变化(红色实线,单位:$\mathrm{m \cdot s^{-1}}$)

Fig. 5　Vertical velocity field (shadow, unit: $\mathrm{m \cdot s^{-1}}$) and vertical velocity variation at 2 km height on both sides of the mountain (red line, unit: $\mathrm{m \cdot s^{-1}}$) simulated by easterly cross-mountain experiments (D2) with different sizes of wind shear (a: $u_{shear}=-8\ \mathrm{m \cdot s^{-1}}$, b: $u_{shear}=-10\ \mathrm{m \cdot s^{-1}}$, c: $u_{shear}=-12\ \mathrm{m \cdot s^{-1}}$, d: $u_{shear}=-15\ \mathrm{m \cdot s^{-1}}$)

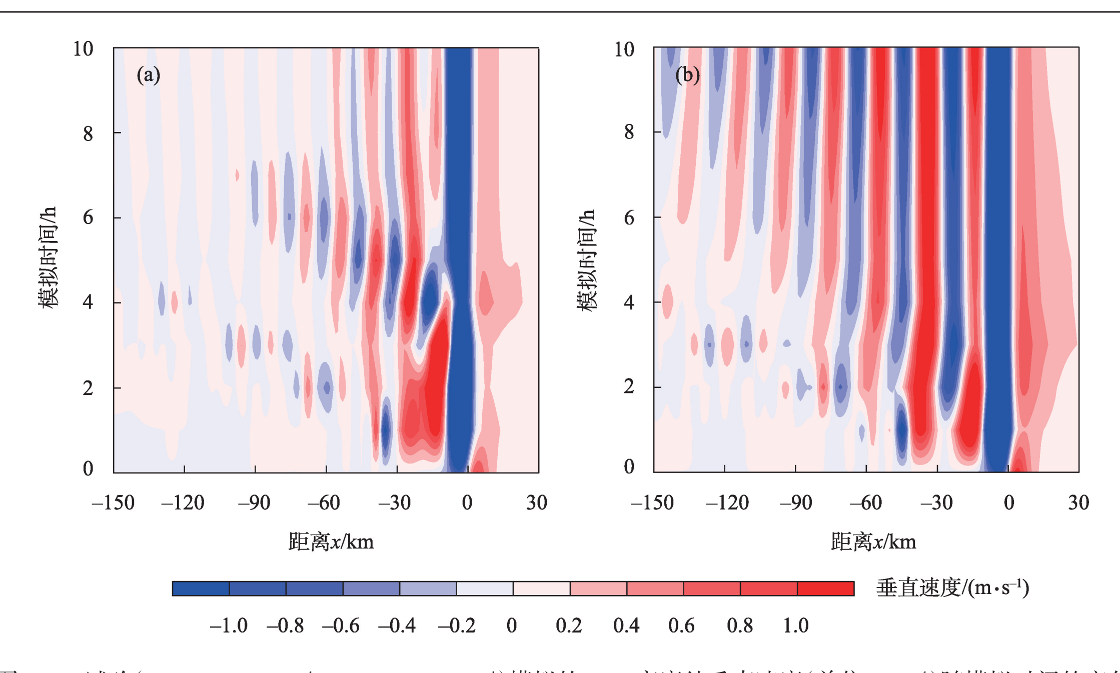


图6 D2试验（a：u_{shear}=−10 m·s^{-1}，b：u_{shear}=−15 m·s^{-1}）模拟的3 km高度处垂直速度（单位：m·s^{-1}）随模拟时间的变化

Fig. 6 Temporal variation of vertical velocity (unit: m·s^{-1}) at 3 km altitude by D2 experiments (a: u_{shear}= −10 m·s^{-1}, b: u_{shear}= −15 m·s^{-1})

出现明显不同的变化特征，在单层均一气流条件下，山脉背风坡主要表现为过山波的特征，且易出现沿山体的强下坡风，过山气流诱发的重力波主要沿垂直方向传播，而在低空存在风切变的风场条件下，背风侧主要体现背风波的特征，重力波呈水平传播与垂直传播共存的特征，且随着低空风切变增强，水平传播的背风波特征越来越明显，这种波动是背风坡降水形成的一种激发机制。

3 湿过程模拟结果分析

3.1 单层均一湿气流过山（M1）模拟结果分析

在以贺兰山东麓（迎风侧）统计的环境参数为基础的条件下，单层均一湿空气过山试验（M1）模拟的降水主要集中于迎风坡一侧，当风速（$|u_0|$）达到10 m·s^{-1}以上时迎风坡的降水强度明显加强（图7b），降水强度可以达到暴雨量级，有研究指出，在我国西北地区有时会出现无低空急流的暴雨过程，暴雨的发生发展与中心风速可达10 m·s^{-1}的相对强偏东风带密切相关[34]，而背风坡的降水较少且变化不明显（图7a）。随着试验风速的增大，迎风侧所模拟的总累积降水量逐渐增大且逐渐集中于山顶迎风侧附近区域（图7b）。

M1试验模拟的降水分布特征差异与地形阻挡及扰动作用造成的重力波传播机制不同有关。较

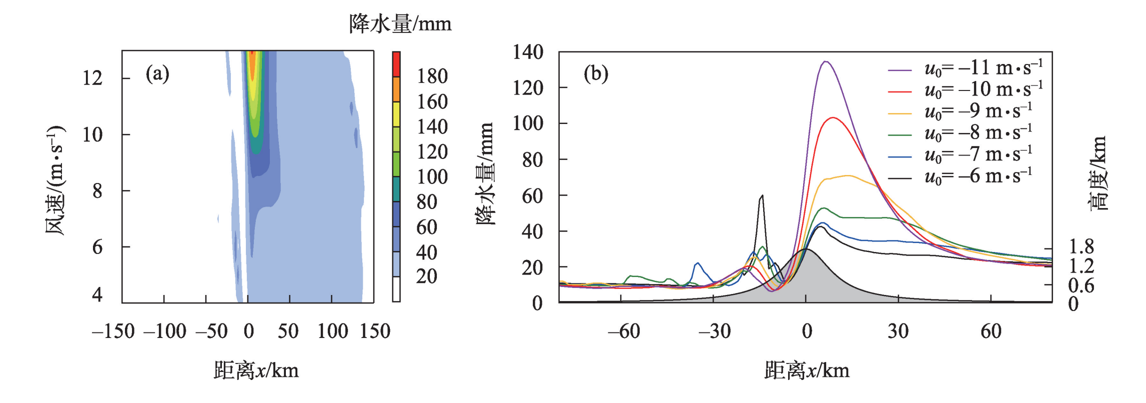


图7 M1试验中不同风速（u_0）条件下模拟的降水量在山体两侧分布（a，单位：mm）以及几个特定风速条件下整个模拟时段的累积降水量（b，单位：mm）

Fig. 7 Simulated precipitation distribution (a, unit: mm) on both sides of mountain under different wind speed (u_0) in M1 experiments and cumulative precipitation for the entire simulation period under several specific wind speed conditions (b, unit: mm)

弱的风速条件下(图8a和图8b),迎风坡上升气流及背风坡扰动均较弱,随着风速的增大(图8c和图8d),气流在迎风坡的抬升作用加强,背风坡一侧则出现明显的下坡风与背风坡波谷(图8b、图8c和图8d),上游风速越大,下坡风越强,背风坡的波谷也变窄变深。与图4对比可以看出,引入水汽和云微物理过程后,地形波特征发生明显变化,云微物理过程的引入会导致在干过程中能够在垂直方向上维持稳定传播的重力波(图4e),在背风侧更容易发生波的破碎(图8d)。从图8中还可以看出,迎风坡的波动特征不明显,主要表现为由地形强迫抬升作用带来的较为稳定的上升气流,这为降水形成提供了有利的动力条件。背风坡的下坡风不利于降水的产生,这也与图7b结果较为一致,图7b中背风侧下游10 km(−10 km处)附近区域存在降水的低谷,背风侧降水主要集中于下游20 km左右处,该处的背风波表现为重力波破碎的特征,湿气块在重力波的作用下离开平衡位置后凝结释放潜热导致气块加速上升,导致了重力波破碎现象的发生。

地形降水的分布特征与对流系统的发展演变密切相关。在较弱风速条件下,位于山前迎风侧的对流系统多为发展高度较低的浅对流系统(图9a、图9b和图9c),而强降水中心集中出现在背风侧并与高空云水含量大值区具有较好的对应关系,出现多个强降水中心相伴(图9b和图9c)。随着上游风速逐渐增大(图9d、图9e和图9f),模拟的背风坡降水强度呈减弱的趋势,降水中心强度减弱呈单峰值(约位于下游20 km左右)分布,而迎风坡降水则呈逐渐增大的趋势,由于地形的阻挡作用,上游出现稳定发展的地形波系统,云水含量大值区可由地面

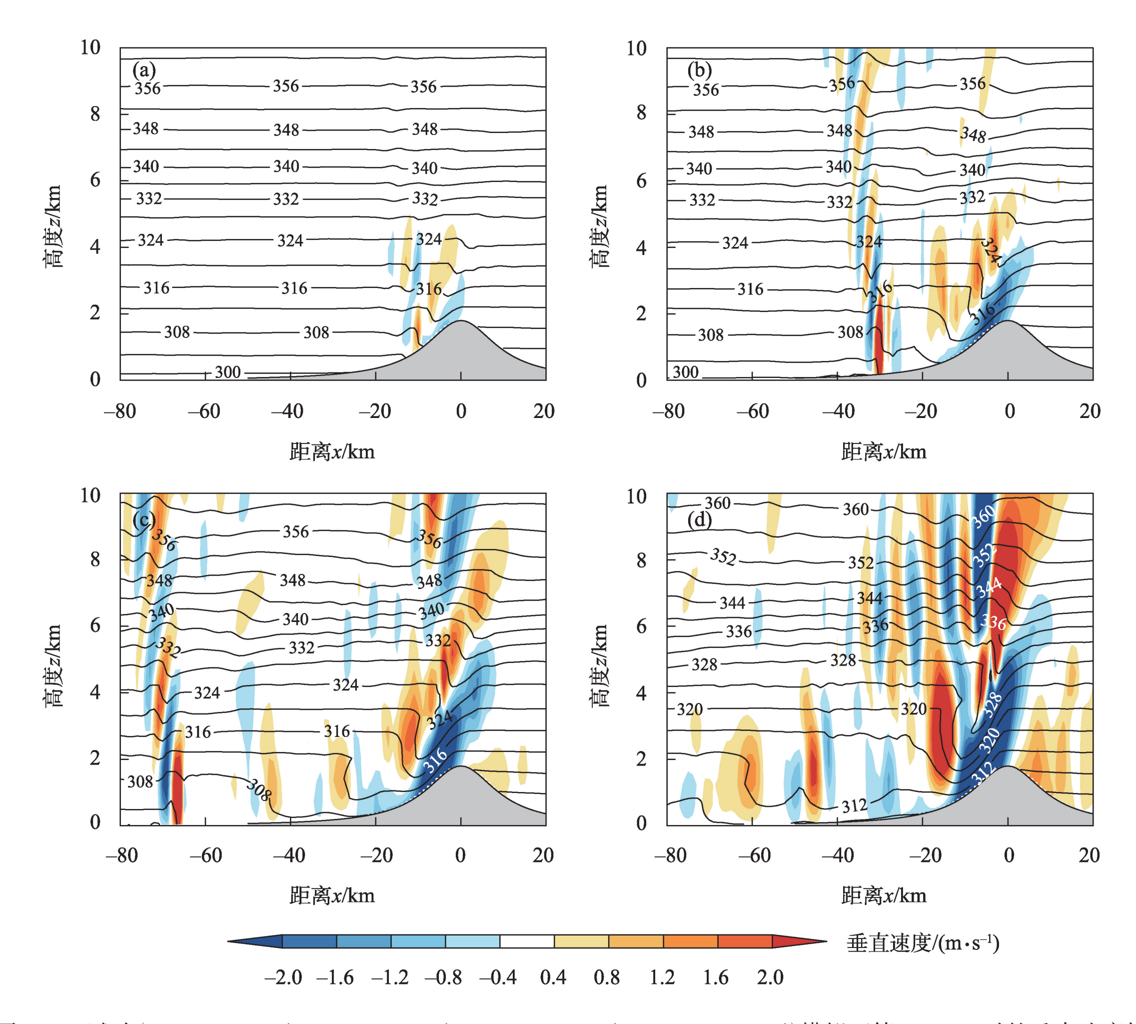


图8　M1试验(a: u_0= −4 m·s^{-1}, b: u_0= −7 m·s^{-1}, c: u_0= −10 m·s^{-1}, d: u_0= −13 m·s^{-1})模拟至第360 min时的垂直速度场(阴影,单位:m·s^{-1})及位温场(等值线,单位:K)

Fig. 8　Simulated vertical velocity field (shadow, unit: m·s^{-1}) and potential temperature field (contour line, unit: K) at 360 min in M1 (a: u_0= −4 m·s^{-1}, b: u_0= −7 m·s^{-1}, c: u_0= −10 m·s^{-1}, d: u_0= −13 m·s^{-1}) experiments

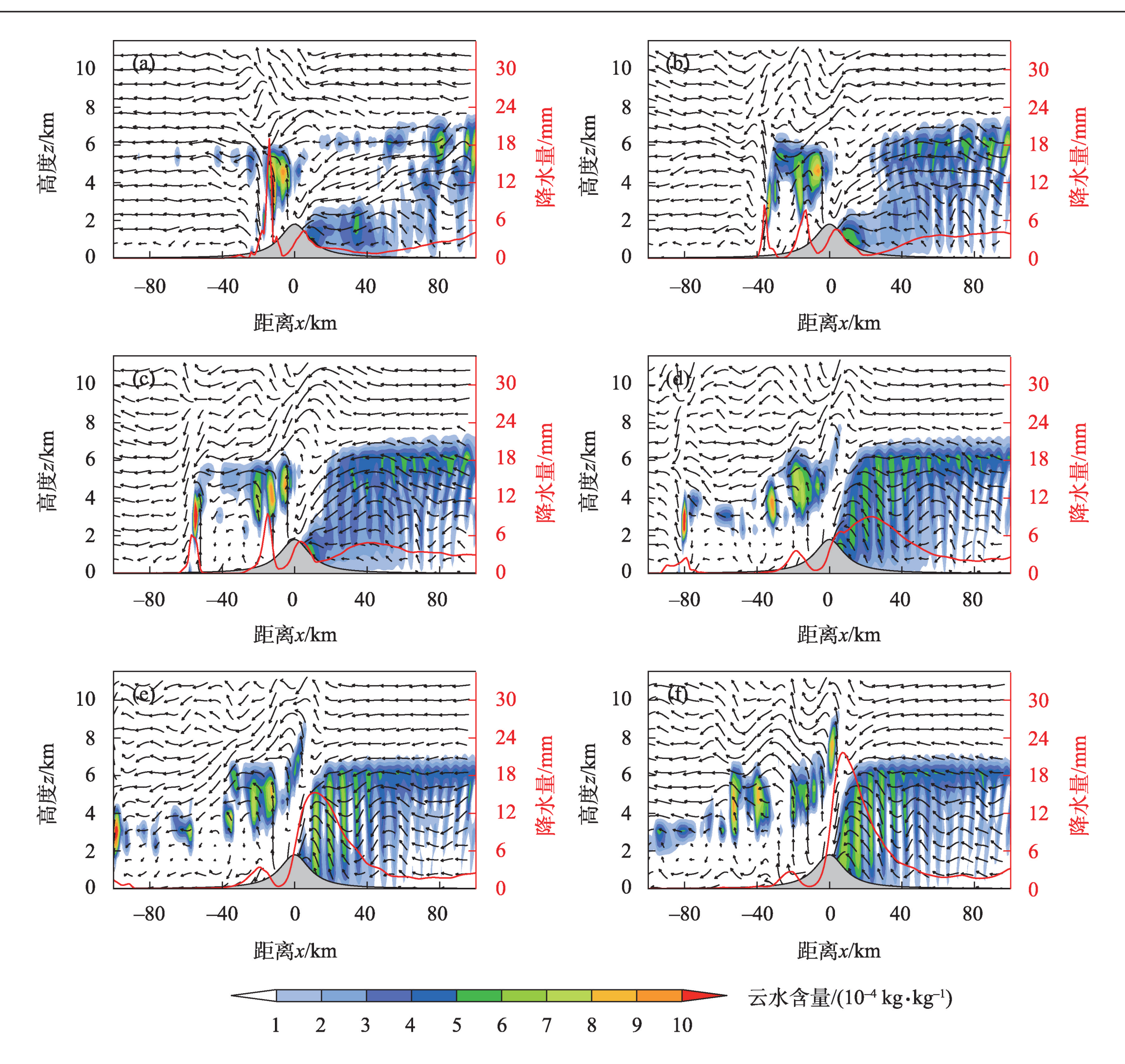


图9 M1试验($a:u_0=-6$ m·s^{-1}、$b:u_0=-7$ m·s^{-1}、$c:u_0=-8$ m·s^{-1}、$d:u_0=-9$ m·s^{-1}、$e:u_0=-10$ m·s^{-1}、$f:u_0=-11$ m·s^{-1})模拟至第540 min时的云水含量(阴影,单位:10^{-4} kg·kg^{-1})、流场(矢量箭头,单位:m·s^{-1})垂直剖面图及模拟的480~600 min内的累积降水量(红色曲线,单位:mm)

Fig. 9 Simulated cloud water content (shadow, unit: 10^{-4} kg·kg^{-1}), flow field (vector arrow, unit: m·s^{-1}) vertical profile at 540 min and accumulated precipitation during 480–600 min (red curve, unit: mm) in M1 experiments (a: $u_0=-6$ m·s^{-1}, b: $u_0=-7$ m·s^{-1}, c: $u_0=-8$ m·s^{-1}, d: $u_0=-9$ m·s^{-1}, e: $u_0=-10$ m·s^{-1}, f: $u_0=-11$ m·s^{-1})

伸展至高空6 km左右,水平方向上可发展至上游60 km左右,这导致山体右侧平原区域也出现较弱的降水,随着风速加强,迎风坡云水含量也逐渐增大,对流更强,降水中心逐渐向山顶集中,背风坡水凝物含量大值区范围逐渐变小,只在高空存在较为零散的弱对流云,产生的降水较弱(图9d、图9e和图9f)。

3.2 存在风切变湿气流过山(M2)模拟结果分析

前文的干过程模拟结果表明,风切变的存在导致背风波波动特征与单层均一气流下的波动特征出现差异,考虑水汽及其相变的物理过程后,这种差异也会导致地形降水强度与分布的差异。在II类风场条件下,山体两侧均出现较强的降水中心(图10),其中迎风侧降水量随着低空风切变的增强($|u_{shear}|$增大)量值也越来越大,强降水中心逐渐向山顶偏移。与迎风坡不同的是,背风侧降水量在风速较小时呈波动式的分布,当风速较大时则表现为单一峰值(图10b),背风侧的降水分布与背风波向下游传播有关(图11),与前文干过程模拟结果(图5)类似的是,在背风侧也存在向下游水平传播的重力波系统,只是水汽的引入使得该重力波系统向下游传播距离缩小至约40 km左右,较强的垂直上升运动出现在下游20~30 km之间,这有利于背风坡出现强降水中心(图10b)。

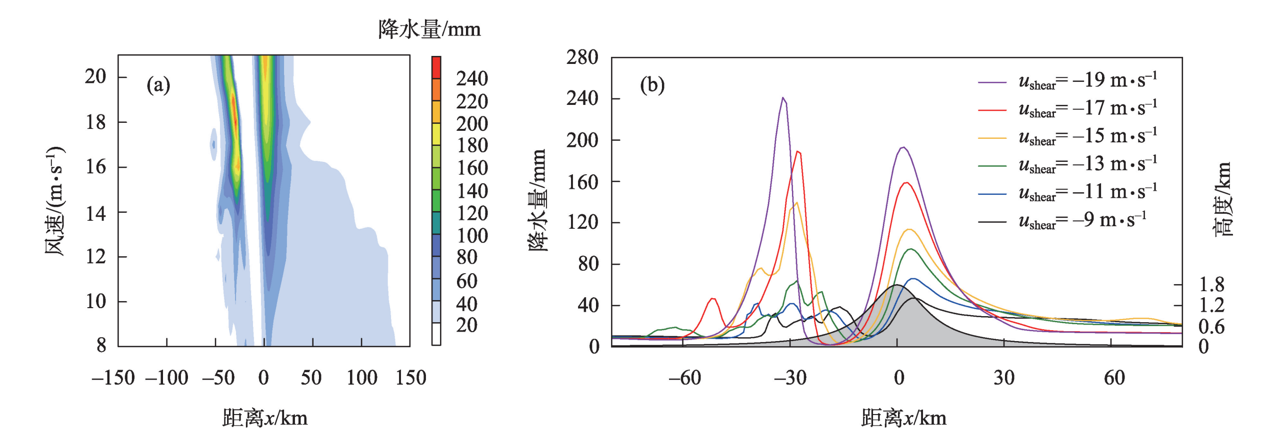


图10　M2试验中不同风速(u_{shear})条件下模拟的降水量在山体两侧的分布(a,单位:mm)以及几个特定风速条件下整个模拟时段的累积降水量(b,单位:mm)

Fig. 10　Simulated precipitation distribution (a, unit: mm) on both sides of mountain under different wind speed (u_{shear}) in M2 experiments and cumulative precipitation for the entire simulation period under several specific wind speed conditions (b, unit: mm)

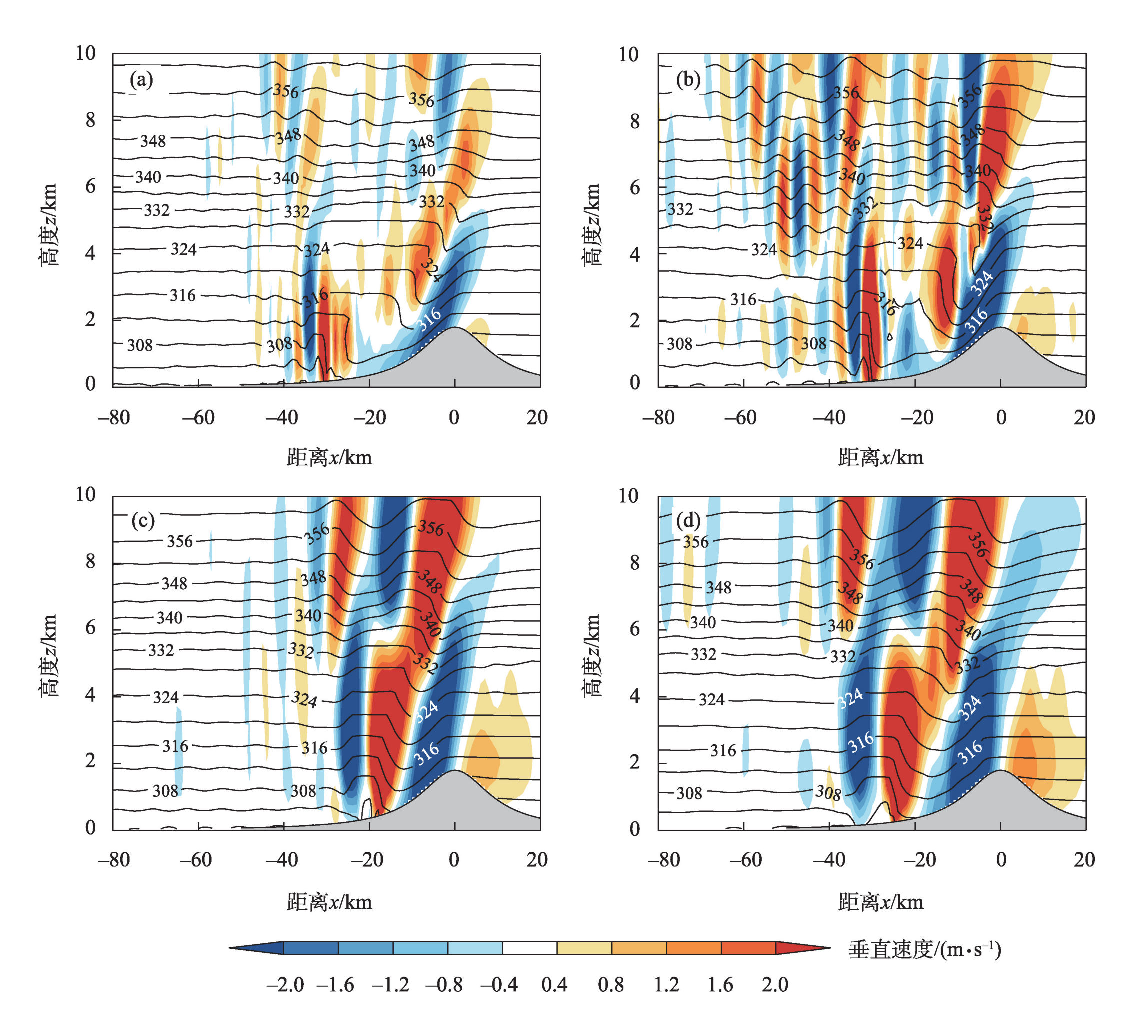


图11　M2试验(a:u_{shear}=−8 m·s⁻¹,b:u_{shear}=−12 m·s⁻¹,c:u_{shear}=−16 m·s⁻¹,d:u_{shear}=−20 m·s⁻¹)模拟至第360 min时的垂直速度场(阴影,单位:m·s⁻¹)与位温场(等值线,单位:K)

Fig. 11　Simulated vertical velocity field (shadow, unit: m·s⁻¹) and potential temperature field (contour line, unit: K) at 360 min by M2 (a: u_{shear}= −8 m·s⁻¹, b: u_{shear}= −12 m·s⁻¹, c: u_{shear}= −16 m·s⁻¹, d: u_{shear}= −20 m·s⁻¹) experiments

M2试验模拟中的对流系统与M1试验结果的差异主要体现在背风一侧。M2试验模拟结果显示在山脉下游20~40 km范围内存在一深对流系统(图12),最高可发展至高空10 km处(图12f),并与背风侧的强垂直上升区有较好的对应(图11d),随着低空风切变的增大,此深对流系统更强,造成的降水强度也越强。此外,当风切变较小时($|u_{shear}|$较小),迎风坡山脉的阻挡效应造成的气流扰动导致迎风坡出现大范围波状云带,与M1试验模拟结果(图9)不同的是,随着低空风切变的增大,云水含量大值区主要集中在山体东麓,扰动式的传播不再那么明显,这也造成了山体迎风侧的强降水中心逐渐集中于山前0~40 km范围内,山体右侧平原地区几乎不出现降水,低空风切变的存在不仅导致背风侧出现强降水中心,也使得迎风侧降水更加集中。

3.3 存在高空西风湿气流过山(M3)模拟结果分析

降水的形成是高低空大气耦合的结果[35],以下分析当高空存在西风气流时贺兰山地区降水的分布特征。图13为低空存在风切变(u_1=−14 m·s^{-1})且在高空逐渐转为西风气流控制下试验(M3)模拟的

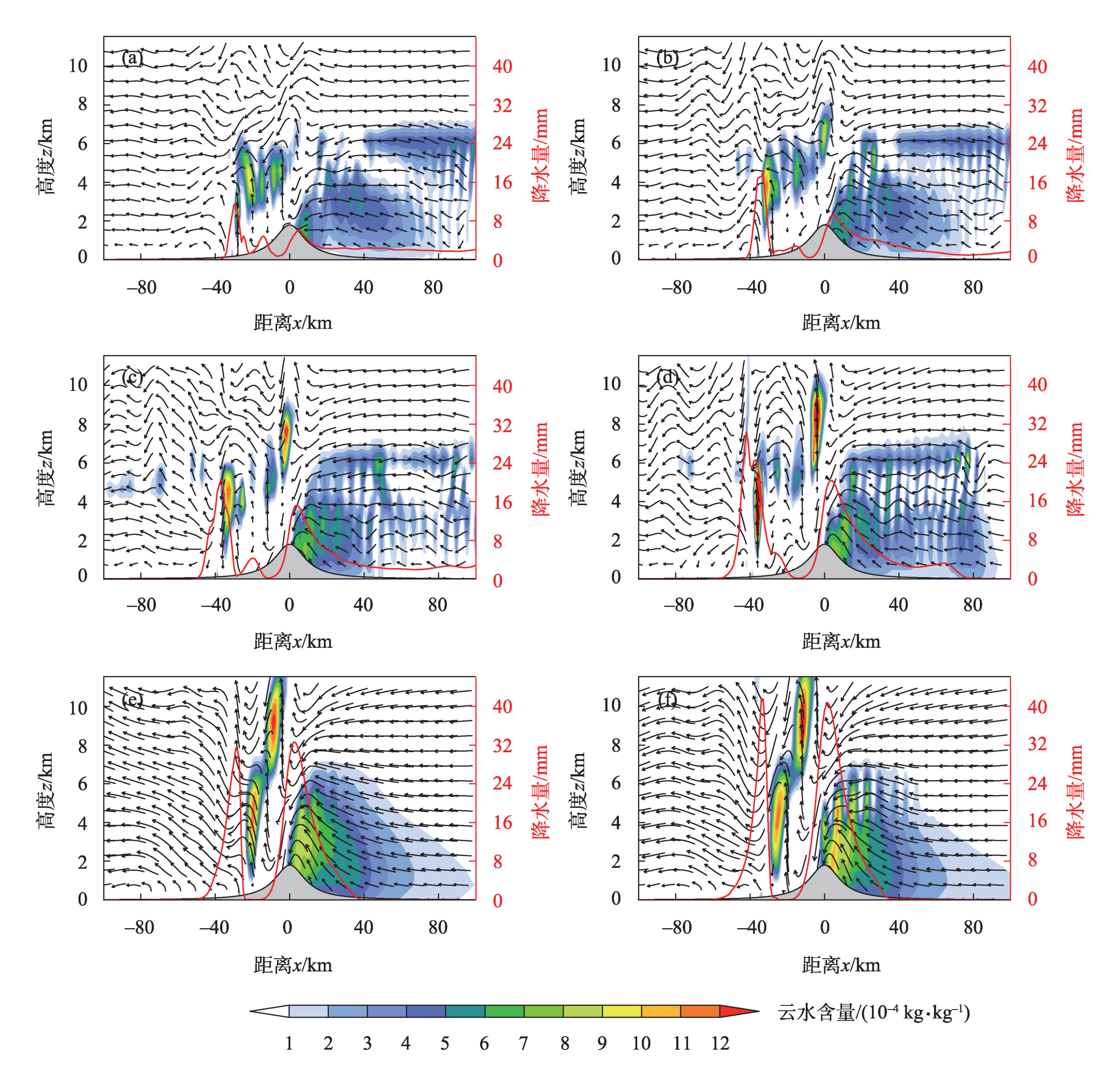


图12 M2试验(a:u_{shear}=−9 m·s^{-1},b:u_{shear}=−11 m·s^{-1},c:u_{shear}=−13 m·s^{-1},d:u_{shear}=−15 m·s^{-1},e:u_{shear}=−17 m·s^{-1},f:u_{shear}=−19 m·s^{-1})模拟至第540 min时的云水含量(阴影,单位:10^{-4} kg·kg^{-1})与流场(矢量箭头,单位:m·s^{-1})垂直剖面图及480~600 min内的累积降水量(红色曲线,单位:mm)

Fig. 12 Simulated cloud water content (shadow, unit: 10^{-4} kg·kg^{-1}), flow field (vector arrow, unit: m·s^{-1}) vertical profile at 540 min and accumulated precipitation during 480−600 min (red curve, unit: mm) in M2 experiments (a: u_{shear}=−9 m·s^{-1}, b: u_{shear}=−11 m·s^{-1}, c: u_{shear}= −13 m·s^{-1}, d: u_{shear}= −15 m·s^{-1}, e: u_{shear}= −17 m·s^{-1}, f: u_{shear}= −19 m·s^{-1})

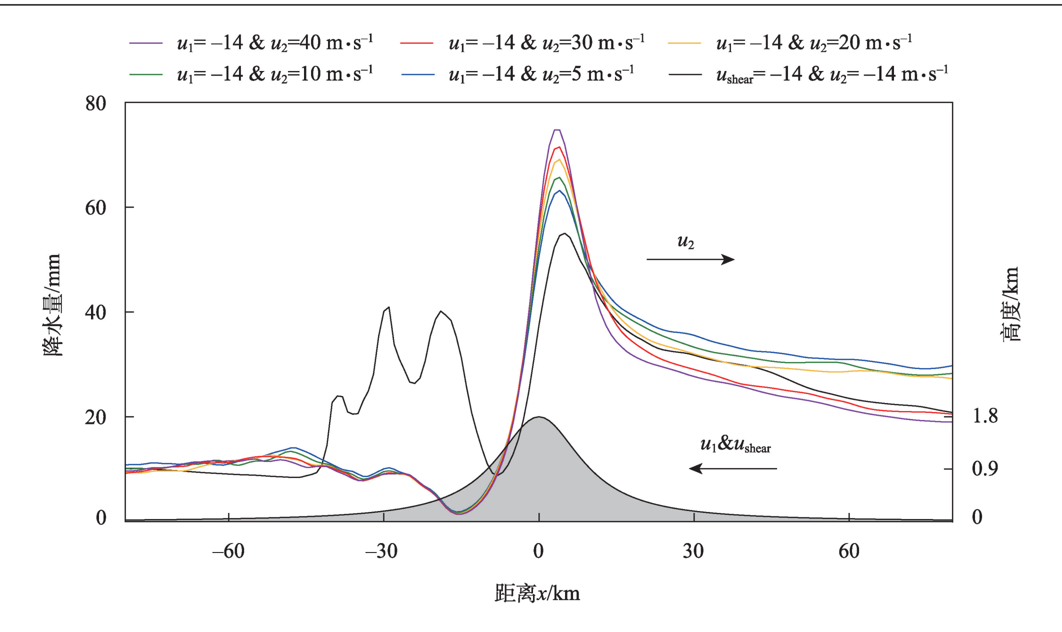


图13　M3试验(u_1=-14 m·s^{-1}; u_2=5 m·s^{-1}、10 m·s^{-1}、20 m·s^{-1}、30 m·s^{-1}、40 m·s^{-1})所模拟的整个时段的累积降水量在山体两侧的分布(单位:mm)

Fig. 13　Distribution of accumulated precipitation (unit: mm) on both sides of the mountain in the whole period simulated by M3 experiments(u_1= -14 m·s^{-1} and u_2= 5 m·s^{-1}, 10 m·s^{-1}, 20 m·s^{-1}, 30 m·s^{-1}, 40 m·s^{-1})

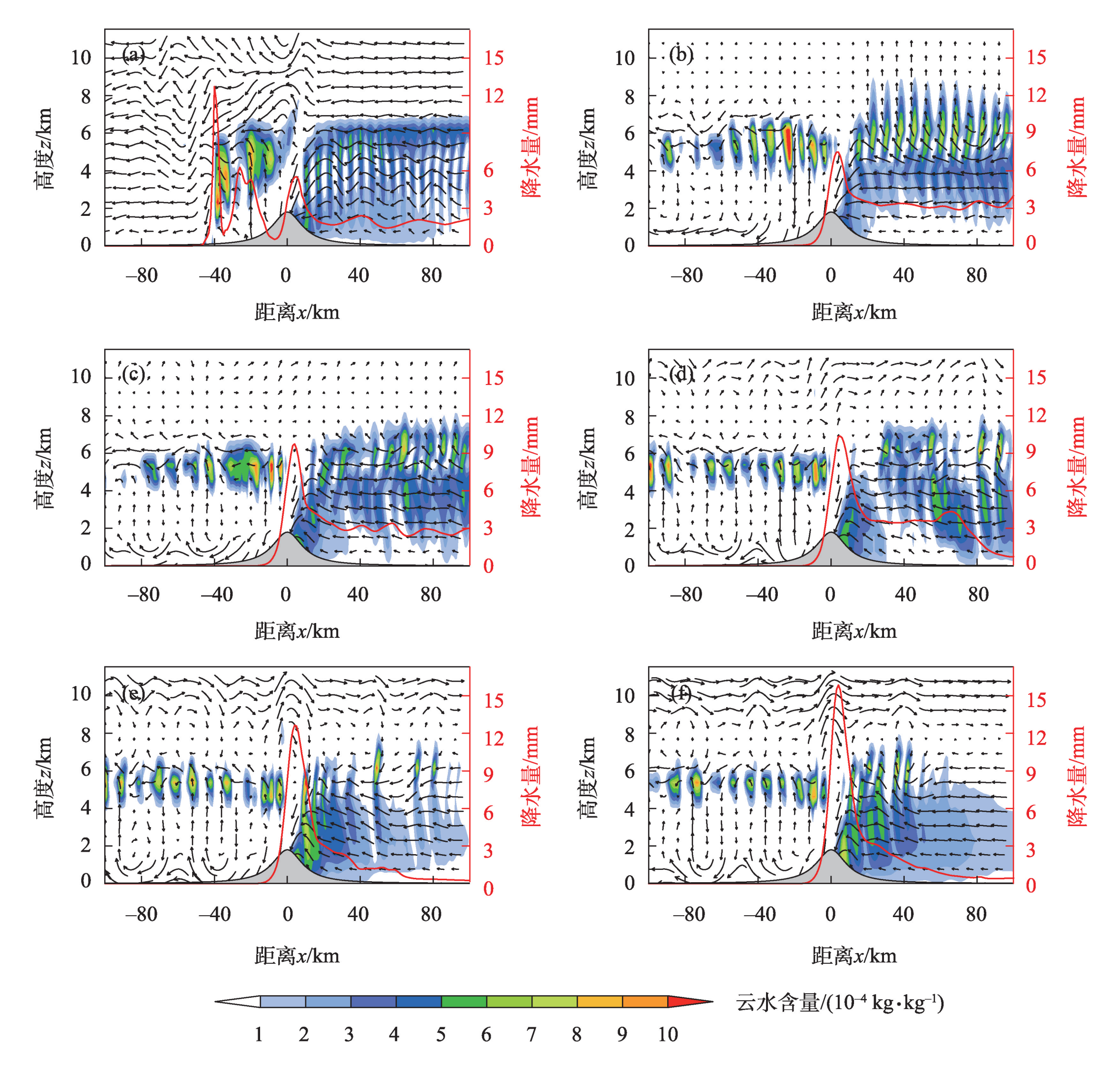
山体两侧总累积降水量分布图,需要注意的是,图中黑色折线为M2试验中u_{shear}=-14 m·s^{-1}时的模拟结果,此结果为本小节试验(M3)结果的对照曲线。高空西风的出现使得背风坡降水呈大幅减弱的特征(图13),与M1试验类似,不仅迎风坡侧的降水强度有一定的增强,且随着高空西风的增强,降水落区越来越集中于山顶附近,且比M1(图7b)和M2(图10b)试验模拟的强降水中心区域要更加集中,这意味着高空西风的出现对降水强度及其分布具有一定的影响。

图14a为M2试验(u_{shear}=-14 m·s^{-1})下的大气流场,图14b~图14f为M3试验(u_1=-14 m·s^{-1},u_2=5、10、20、30、40 m·s^{-1})模拟的大气流场,对比可以看出,高空西风的出现对大气流场产生了重要的影响,低空东风受山体强迫抬升作用上升至高空(约5 km高度)遇西风气流后上升气流被进一步加强,并削弱了湿气流向下游水平运动的能力,背风侧云水含量大值区范围较小且呈弱的波动特征,且随着高空西风的增大,山体迎风坡的云水含量大值区更加集中于迎风坡山顶附近,在背风侧地面至上空1 km左右存在很强的下坡风,且2~4 km高度之间的水平运动明显较弱,水汽向下游的输送受阻,这可能是贺兰山东西两侧的降水分布差异原因之一。

4　结论和讨论

本文将贺兰山看作相对独立的山体,以贺兰山东麓20次暴雨过程中强降水区的环境参数为基础,利用WRF模式中的em_hill2d_x模块开展不同垂直风场分布条件下山体附近环流特征及降水特征的理想数值试验,探讨了贺兰山东麓区域(迎风坡)降水强度显著大于西侧的形成和发展机理,得到如下主要结论:

(1) 干过程模拟试验(D1、D2)结果表明,单层均一气流过山会形成波长较长且垂直传播的过山波,风速较小时易产生迎风坡气流阻塞及背风坡波破碎现象,且气流阻塞现象在更弱的风速条件下发生;而低层存在风切变的气流过山会形成水平传播的背风波,随着低层风切变增大,背风波振幅及波长变大,传播距离更远。当F_r数较大时山体上空存在稳定的垂直传播的重力波,其波长较长且在山体下游没有出现重力波破碎的现象,上游气流的阻塞特征不明显;气流的过山能力随着风速减小而减弱,过山波波长也随之变短,振幅减小;当F_r减小至1.2左右时,山脉下游对流层低层开始出现重力波的破碎现象;当F_r数减小至0.7左右时,不仅在山体下游出现重力波的破碎,而且在山脉的上游出现明显



注：(a)为M2试验在u_{shear}=−14 m·s⁻¹条件下模拟的对照试验结果。

图14 M3试验(u_1=−14 m·s⁻¹; u_2=5 m·s⁻¹(b), 10 m·s⁻¹(c), 20 m·s⁻¹(d), 30 m·s⁻¹(e), 40 m·s⁻¹(f))模拟至第540 min时的云水含量(阴影，单位：10^{-4} kg·kg⁻¹)与流场(矢量箭头，单位：m·s⁻¹)垂直剖面图及480~600 min内的累积降水量(红色曲线，单位：mm)

Fig. 14 Simulated cloud water content (shadow, unit: 10^{-4} kg·kg⁻¹), flow field (vector arrow, unit: m·s⁻¹) vertical profile at 540 min and accumulated precipitation during 480−600 min (red curve, unit: mm) in M3 experiments (u_1= −14 m·s⁻¹; u_2= 5 m·s⁻¹(b), 10 m·s⁻¹(c), 20 m·s⁻¹(d), 30 m·s⁻¹(e), 40 m·s⁻¹(f))

的气流阻塞特征。

(2) 水汽及云微物理过程的引入会对地形重力波特征产生较大影响，过山后的湿空气在背风波作用下产生垂直方向运动，在这一过程中水汽相变释放的潜热将进一步促使过山后的湿空气快速上升，导致在背风侧更易发生波的破碎，重力波传播能力较干过程更弱。模拟结果显示，单层均一湿气流条件下的降水主要集中于迎风侧，背风侧降水则相对较少；当上游风速大小增大至10 m·s⁻¹及以上时，降水强度显著增强，降水位置逐渐向山顶迎风坡一侧集中，而背风侧由于较强的下坡风不利于降水的维持，降水强度较弱；低空存在风切变时的降水特征与前者显著不同，此时在山脉的迎风侧与背风侧均存在云水含量大值区，地面表现为山体两侧均出现强降水中心，降水的强度随着风速的增大而增强，其中背风侧的云体垂直伸展高度较高，垂直运动较强，表现为深对流的特征。

(3) 低空东风高空西风这种风场结构最接近实际的贺兰山东麓风场垂直分布，此情景下的模拟结果表明，高空西风的出现使得迎风侧的上升气流加强，背风侧的水汽含量显著减少，导致背风侧降水显著减弱，迎风侧的降水范围更加集中，强度也有

一定的增强,这是贺兰山脉两侧降水特征存在显著差异的主要原因之一。

地形降水的影响机制复杂,本文通过理想化试验的方式,参考实际降水个例的气象要素场特征,分析了贺兰山东麓降水分布特征与上游风速之间的关系。贺兰山东麓实际发生的极端降水事件中,由于贺兰山高大地形的阻挡作用,气流上升区、水汽辐合区主要位于贺兰山东麓附近,暴雨中心也多位于贺兰山东麓区域,一些强降水事件中降水落区靠近山体附近,且该类暴雨过程中其低空急流强度更强[36-38],这也与理想试验中,上游风速增大,降水增强且落区向山顶附近倾斜这一特征类似,尤其在低空东风高空西风的模拟情形下,降水更加集中于迎风坡一侧,背风坡降水则显著减弱,这种风场垂直分布特征也是造成贺兰山区两侧降水强度存在显著差异的重要因素之一。为了能够更好地了解贺兰山地区降水过程中与风场有关的影响系统(低空急流、高空(西风)急流等)对暴雨影响机制,还应该选几个实际的个例进行多尺度的系统分析以及更精细的数值模拟试验研究。

参考文献(References):

[1] Medina S, Houze R A . Air motions and precipitation growth in Alpine storms[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2003, 129: 345-371.

[2] Rotunno R, Ferretti R. Orographic effects on rainfall in MAP cases IOP 2b and IOP 8[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2003, 129: 373-390.

[3] Houze, Medina S. Turbulence as a mechanism for orographic precipitation enhancement[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2005, 62: 3599-3623.

[4] Picard L, Mass C. The sensitivity of orographic precipitation to flow direction: An idealized modeling approach[J]. Journal of Hydro meteorology, 2017, 18(6): 1673-1688.

[5] Morales A, Posselt D J, Morrison H. Which combinations of environmental conditions and microphysical parameter values produce a given orographic precipitation distribution?[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2021, 78(2): 619-638.

[6] 黄玉霞, 王宝鉴, 黄武斌, 等. 我国西北暴雨的研究进展[J]. 暴雨灾害, 2019, 38(5): 515-525. [Huang Yuxia, Wang Baojian, Huang Wubin, et al. A review on rainstorm research in northwest China[J]. Torrential Rain and Disasters, 2019, 38(5): 515-525.]

[7] 钟水新. 地形对降水的影响机理及预报方法研究进展[J]. 高原气象, 2020, 39(5): 1122-1132. [Zhong Shuixin. Advances in the study of the influence mechanism and forecast methods for orographic precipitation[J]. Plateau Meteorology, 2020, 39(5): 1122-1132.]

[8] 李子良. 地形降水试验和背风回流降水机制[J]. 气象, 2006, 32(5): 10-15. [Li Ziliang. Simulations of precipitation induced by reversal flow in lee of mountain[J]. Meteorological Monthly, 2006, 32(5): 10-15.]

[9] Scorer R S. Theory of waves in lee of mountains[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1949, 75: 41-56.

[10] Lin Yuh-Lang, Wang T A. Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an isolated mountain ridge[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1996, 53(1): 139-158.

[11] 李子良. 三维多层流动过孤立山脉产生的山脉重力波的数值试验[J]. 北京大学学报: 自然科学版, 2006, 42(3): 351-356. [Li Ziliang. Numerical simulations of mountain gravity waves generated by multi-layer flow over an isolated mountain[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 2006, 42(3): 351-356.]

[12] Xue H, Giorgetta M A. A large-eddy simulation study on the diurnally evolving nonlinear trapped lee waves over a two-dimensional steep mountain[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2021, 78(2): 399-415.

[13] Colle, Brian A. Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling perspective[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2004, 61(5): 588-606.

[14] 杨婷, 闵锦忠, 张申龑. 分层气流条件下地形降水的二维理想数值试验[J]. 气象科学, 2017, 37(2): 222-230. [Yang Ting, Min Jinzhong, Zhang Shenyan. Two-dimensional idealized numerical experiments on the orographic rainfall with a stratified flow over mountain[J]. Journal of the Meteorological Sciences, 2017, 37(2): 222-230.]

[15] 郭欣, 郭学良, 付丹红, 等. 钟形地形动力抬升和重力波传播与地形云和降水形成关系研究[J]. 大气科学, 2013, 37(4): 786-800. [Guo Xin, Guo Xueliang, Fu Danhong, et al. Relationship between bell-shaped terrain dynamic forcing, mountain wave propagation, and orographic clouds and precipitation[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2013, 37(4): 786-800.]

[16] Galewsky J, Sobel A. Moist dynamics and orographic precipitation in northern and Central California during the new year's flood of 1997[J]. Monthly Weather Review, 2005, 133(6): 1594-1612.

[17] Lorente-Plazas R, Mitchell T P, Mauger G, et al. Local enhancement of extreme precipitation during atmospheric rivers as simulated in a regional climate model[J]. Journal of Hydrometeorology, 2018, 19(9): 1429-1446.

[18] Kirshbaum D J, Smith R B. Temperature and moist-stability effects on midlatitude orographic precipitation[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2008, 634: 134.

[19] Rotunno R, Houze R A. Lessons on orographic precipitation from the mesoscale alpine programme[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2007, 133: 811-830.

[20] Mott R, Scipión D, Schneebeli M, et al. Orographic effects on snow deposition patterns in mountainous terrain[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2014, 119: 1419–1439.

[21] 陶林科, 杨侃, 胡文东, 等. "7·30"大暴雨的数值模拟及贺兰山地形影响分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 2014, 8(4): 32–39. [Tao Linke, Yang Kan, Hu Wendong, et al. The contribution of Helan mountain to the formation of a heavy rainstorm occurred over Yinchuan Plain by numerical simulation[J]. Desert and Oasis Meteorology, 2014, 8(4): 32–39.]

[22] 王晖, 隆霄, 温晓培, 等. 2012年宁夏"7·29"大暴雨过程的数值模拟研究[J]. 高原气象, 2017, 36(1): 268–281. [Wang Hui, Long Xiao, Wen Xiaopei, et al. Numerical simulation studies on "2012·7·29" rainstorm process in Ningxia[J]. Plateau Meteorology, 2017, 36(1): 268–281.]

[23] 陈晓娟, 王咏青, 毛璐, 等. 贺兰山区两次极端暴雨动力作用数值模拟分析[J]. 干旱区研究, 2020, 37(3): 680–688. [Chen Xiaojuan, Wang Yongqing, Mao Lu, et al. Numerical simulation analysis of the dynamic effects of terrain on two extreme rainstorms on Helan Mountain[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(3): 680–688.]

[24] 陈豫英, 苏洋, 杨银, 等. 贺兰山东麓极端暴雨的中尺度特征[J]. 高原气象, 2021, 40(1): 47–60. [Chen Yuying, Su Yang, Yang Yin, et al. The mesoscale characteristics of extreme rainstorm in the eastern region of Helan Mountain[J]. Plateau Meteorology, 2021, 40(1): 47–60.]

[25] Sever G, Lin Y L. Dynamical and physical processes associated with orographic precipitation in a conditionally unstable uniform flow: Variation in basic wind speed[J]. Journal of the Atmospheric sciences, 2016, 74(2): 449–466.

[26] 刘晶, 李娜, 陈春艳. 新疆北部一次暖区暴雪过程锋面结构及中尺度云团分析[J]. 高原气象, 2018, 37(1): 158–166. [Liu Jing, Li Na, Chen Chunyan. The frontal structure and analysis on mesoscale cloud characteristic during a warm zone blizzard process in north Xinjiang[J]. Plateau Meteorology, 2018, 37(1): 158–166.]

[27] 赵庆云, 张武, 陈晓燕, 等. 一次六盘山两侧强对流暴雨中尺度对流系统的传播特征[J]. 高原气象, 2018, 37(3): 767–776. [Zhao Qingyun, Zhang Wu, Chen Xiaoyan, et al. Propagation characteristics of mesoscale convection system in a event of severe convection rainstorm over both sides of Liupanshan Mountains[J]. Plateau Meteorology, 2018, 37(3): 767–776.]

[28] 姜志斌. 贺兰山地区气候变化和极端天气特征分析[D]. 兰州: 兰州大学, 2016. [Jiang Zhibin. Analysis of Regional Climate Change and Extreme Weather Characteristics in Helan Mountains Region[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2016.]

[29] Chen Yuying, Li Jianping, Li Xin, et al. Spatio-temporal distribution of the rainstorm in the east side of the Helan Mountain and the possible causes of its variability[J]. Atmospheric Research, doi: https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105469.

[30] Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. A description of the advanced research WRF version 3[J]. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR. June 2008. Mesoscale and Microscale Meteorology Division. National Center for Atmospheric Research, 2008, 475.

[31] 李驰钦, 左群杰, 高守亭, 等. 青藏高原上空一次重力波过程的识别与天气影响分析[J]. 气象学报, 2018, 76(6): 904–919. [Li Chiqin, Zuo Qunjie, Gao Shouting, et al. Identification of a gravity wave process over the Tibetan Plateau and its impact on the weather[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2018, 76(6): 904–919.]

[32] Smolarkiewicz P K, Rotunno R. Low Froude number flow past three- dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1989, 46: 1154–1164.

[33] Smolarkiewicz P K, Rotunno R. Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part II: Upwind flow reversal zone[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1990, 47: 1498–1511.

[34] 《西北暴雨》编写组. 西北暴雨[M]. 北京: 气象出版社, 1992. [Editorial Group of "Northwest Rainstorm". Northwest Rainstorm [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1992.]

[35] 朱乾根, 林锦瑞, 寿邵文, 等. 天气学原理和方法[M]. 北京: 科学出版社, 2007: 320–400. [Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. Synoptic Principles and Methods[M]. Beijing: Science Press, 2007: 320–400 .]

[36] 李超, 隆霄, 曹怡清, 等. 贺兰山东麓20次暴雨过程环流形势及低空急流特征[J]. 干旱区研究, 2022, 39(6): 1753–1767. [Li Chao, Long Xiao, Cao Yiqing, et al. Circulation pattern and LLJ characteristics of 20 rainstorm events in the eastern region of the Helan Mountain[J]. Arid Zone Research, 2022, 39(6): 1753–1767.]

[37] 苏洋, 陈豫英, 杨侃, 等. 低空急流与贺兰山东麓暴雨过程的相关性研究[J]. 气象, 2023, 49(10): 1171–1186. [Su Yang, Chen Yuying, Yang Kan, et al. Correlations between low- level jet and rainstorm process in the eastern foot of Helan Mountains[J]. Meteorological Monthly, 2023, 49(10): 1171–1186.]

[38] 曹怡清, 隆霄, 李超, 等. 低空急流对贺兰山东麓两次暴雨影响的数值模拟研究[J]. 干旱区研究, 2022, 39(6): 1739–1752. [Cao Yiqing, Long Xiao, Li Chao, et al. Numerical study on the effect of low-level jet on two rainstorms on the east side of the Helan Mountain[J]. Arid Zone Research, 2022, 39(6): 1739–1752.]

Ideal numerical tests of topographic precipitation around the Helan Mountain under different wind field structures

LI Chao[1,2], LONG Xiao[1], CAO Yiqing[1], HAN Zifei[3], WANG Hao[1], ZHENG Jingyuan[1]
(1. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu, China; 2. Hebei Meteorological Disaster Prevention Center, Shijiazhuang 050021, Hebei, China; 3. Hebei Climate Center, Shijiazhuang 050021, Hebei, China)

Abstract: Topographic precipitation is one of the main types of precipitation in northwest China. It is therefore of great significance to achieve a deeper understanding of the mechanism of topographic precipitation formation to improve forecasting ability. In this study, the vertical distribution structure of different types of wind fields was constructed based on the high-altitude environmental parameters during 20 heavy rains around the eastern foothills of Helan Mountain, and the em_hill2d_x module of WRF model was used to conduct ideal numerical experiments on the influence of different types of wind field on precipitation distribution. The results show that: (1) The dry air flow of two different types of wind fields (with/without wind shear) on the windward slope of the mountain range has an uplift effect of terrain on the windward slope air flow. The leeward slope fluctuation showed different characteristics; under the condition of single layer uniform flow, the leeward slope is mainly represented by a mountain wave propagating in the vertical direction. Under the wind field with low-level wind shear, the leeward side mainly reflects the characteristics of the dorsal wave, and the gravity wave has the characteristics of coexisting horizontal and vertical propagation. With the increase in low-level wind shear, the characteristics of the horizontal propagation of the dorsal wave become increasingly obvious. (2) The simulated precipitation under the condition of a single layer of uniform wet airflow is mainly located on the windward side, and the precipitation intensity is relatively weak on the leeward side under the influence of strong downhill wind. When the wind speed increases to more than 10 $m \cdot s^{-1}$, the large cloud water content area on the windward side converges to the top of the mountain, and the precipitation intensity increases significantly. In the presence of low-level wind shear flow moving over the mountains, the test result shows that both the windward and leeward side there is a strong rainfall center, with a deep convective system on the leeward slope, and the precipitation on both sides increases with the increase in wind speed. (3) The simulation results under the condition of low-altitude east wind and high-altitude west wind show that the appearance of high-altitude west wind strengthens the updraft on the windward slope and is not conducive to the transport of water vapor downstream; the precipitation on the leeward side is significantly weakened; the precipitation is more concentrated near the upper reaches of the mountain peak; and the intensity also increases to a certain extent. This is one of the main reasons for the significant difference in precipitation characteristics between the two sides of the Helan Mountain.

Keywords: topographic precipitation; ideal test; gravity wave; convection system; Helan Mountain